

максимальную обогащенность редкоземельными элементами и наиболее селективный цериевый состав лантаноидов у оливиновых лампроитов, наличие двух типов кимберлитов существенно различающихся содержаниями и распределением р.з.э., минимальные содержания р.з.э. в коматиитах и их более комплексный состав и, наконец, промежуточное по содержаниям р.з.э. положение щелочных лампрофиров, спектр редких земель у которых относительно обогащен тяжелыми лантаноидами по сравнению с лампроитами и кимберлитами.

Литература

1. *Лопин А.В., Толстов А.В.* Современная структура семейства кимберлитов и конвергентных пород по петрогеохимическим данным // Прикладная геохимия. Вып. 7. Кн. 2. «Генетические типы месторождений». ИМГРЭ. М. 2005. С. 59-77.
2. *Лопин А.В., Толстов А.В.* Проблема геохимической неоднородности кимберлитов // Прикладная геохимия. Вып. 7. Кн. 2. «Генетические типы месторождений». ИМГРЭ. М. 2005. С. 49-58.
3. *Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Souvage J.-F.* Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana // Nature. V. 399. 3. June 1999. P. 456-458.
4. *Каминский Ф.В.* Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород // М.: Недра. 1984. 173с.
5. *Kaminsky F.V., Sablukov S.M. et al.* Diamondiferous Minette Dykes from Parkar Lake Area. N.W.T. Canada// Extended abstr. VII Kimb. Conf. Cape Town. 1998. P. 392-394.
6. *Головки А.В.* Алмазоносные камптомончикиты гор Букантау (Центральные Кызылкумы, Зап. Узбекистан. Матер. 12 симпозиума ИАГОД, Москва, 21-26 авг. 2006.
7. *Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: «Мир». 1989. 430 с.

ТОМТОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ РЕЗУЛЬТАТ МНОГОСТАДИЙНОГО ПРИРОДНОГО ОБОГАЩЕНИЯ

Лопин А. В., Толстов А. В.***

**Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, lapin@imgre.ru*

***Ботубинская геолого-разведочная экспедиция А/К АЛРОСА, Мурманск, a.tolstov@bgre.alrosa-mir.ru*

В последние десятилетия состояние и перспективы развития мировой редкометальной промышленности в значительной степени базируются на месторождениях кор выветривания карбонатитов (КВК), которые оттеснили на второй план коренные карбонатитовые месторождения. В месторождениях этого типа недавно выявлены уникальные комплексные руды, характеризующиеся исключительно высокими содержаниями редкометальных компонентов (Nb, La, Ce, Y, Sc, V, Sr и др.), некоторые из которых достигают содержаний, свойственных пороодообразующим окислам (Nb_2O_5 до 8 – 20%, TR_2O_3 до 20 – 30%). Подобные руды разведаны в корах выветривания карбонатитов Томторского месторождения (Якутия) и обнаружены в отдельных участках Чуктуконского месторождения (Красноярский край). При этом коренные карбонатиты этих месторождений, которые служат субстратом для уникальных редкометальных кор выветривания обладают обычными, рядовыми параметрами оруденения. Это позволяет рассматривать зону гипергенеза карбонатитов как исключительно эффективную рудоконцентрирующую геохимическую систему.

Причины повышенной продуктивности КВК достаточно очевидны. Во-первых, это повышенная рудоносность самих карбонатитов, наследуемая корами выветривания. Во-вторых, повышенная продуктивность рассматриваемой формации объясняется тем, что при выветривании карбонатитов преобладающая карбонатная часть их вещества, составляющая до 80-90% объема пород, выщелачивается, что приводит к многократному

концентрированию в остаточных продуктах устойчивых рудных минералов и инертных компонентов карбонатитов. При этом в продуктах выветривания накапливаются не только рудные компоненты, имеющие собственные минеральные формы - пирохлор, колумбит и другие, но и те компоненты, которые присутствуют в карбонатитах в виде изоморфной примеси в растворимой карбонатной и иной форме. К ним относятся лантаноиды, иттрий, скандий, марганец, ванадий и другие компоненты, инертные в корях выветривания. Очевидно, что благодаря этому интенсивность оруденения в корях выветривания карбонатитов многократно возрастает, а рудный комплекс обогащается новыми компонентами.

Однако, несмотря на то, что процессы концентрирования редких элементов в КВК в принципе сходны, особенности функционирования этой рудоконцентрирующей системы в различных месторождениях очень специфичны и зависят от ряда факторов, ведущими из которых служат фациальные условия выветривания т.е., принадлежность месторождений к гидрослюдистой или латеритной фациям гипергенного минералообразования, а так же участие в формировании месторождений эпигенетических восстановительных процессов, которые оказывают существенное влияние на состав и рудоносность гипергенных продуктов.

В соответствии с этим месторождения КВК подразделяются на три главных типа:

- 1) месторождения гидрослюдистых КВК, генотипом которых может служить Белозиминское или Главная рудная зона Татарского месторождения;
- 2) месторождения латеритных КВК, представленные такими крупнейшими объектами как Араша, Маунт Вельд и Чуктукон;
- 3) месторождения эпигенетические измененных латеритных КВК, типичным примером которых служит уникальное Томторское месторождение.

Месторождения первых двух типов формируются в обычной для процессов выветривания окислительной обстановке и различаются между собой интенсивностью гипергенных преобразований. Месторождения третьего типа имеют более сложную историю формирования, которая характеризуется сменой этапов гипергенеза и переходом от окислительных условий на этапе поверхностного выветривания к восстановительным - на эпигенетическом этапе. Геологическая ситуация, определяющая смену этапов гипергенеза и переход от окислительных условий к восстановительным, возникает в связи с тем, что коры, сформировавшиеся в окислительной обстановке, перекрываются более молодыми угленосными отложениями и начинают подвергаться воздействию восстановленных бескислородных вод.

Месторождениям КВК свойственно зональное строение профиля выветривания. Характер зональности в различных типах месторождений неодинаков: 1) месторождения гидрослюдистых кор выветривания имеют простую зональность (сверху вниз): а) охры, б) обохренные сыпучки, в) необохренные сыпучки, г) карбонатиты; 2) месторождения латеритных кор выветривания – инверсионную зональность: а) охры (зона выщелачивания), б) лимонит-франколитовые породы, в) лимонит-кварцевые породы б) и в) подзоны цементации или вторичного переотложения фосфора и кремнезема); г) карбонатиты; 3) месторождения эпигенетически измененных КВК – совмещенную зональность с наложением эпигенетической зональности на зональный профиль окислительного выветривания: а) зона осветления: (восстановления и выноса железа и марганца) – крандаллит-пирохлор-монацитовые породы, б) зона сидеритизации – сидеритовые и лимонит-сидеритовые породы, в) охры окислительного этапа выветривания. Во всех типах месторождений редкие металлы концентрируются преимущественно в верхних горизонтах зонального профиля – зоне гидрослюдистых или латеритных охр, либо зоне осветления.

Анализ детально изученных месторождений КВК Белозиминского (Вост. Саяны), Татарского (Енисейский кряж), Чуктуконского (Чадобецкое поднятие) и других показывает, что в рассматриваемой рудной формации действуют два главных механизма концентрирования рудных компонентов: 1) остаточное накопление инертных рудных компонентов, обусловленное выносом подвижных компонентов, 2) вторичное

переотложение компонентов, обладающих ограниченной подвижностью в профиле выветривания. В основе обоих рудоконцентрирующих механизмов лежит различная миграционная способность или подвижность компонентов в зоне гипергенеза. Для ее оценки предлагается использовать миграционные ряды, в которых миграционная способность компонентов выражена через коэффициенты их накопления т.е. отношения содержаний компонентов в продуктах выветривания к их содержаниям в исходных породах. Эти ряды для главных зон гидрослюдистого и латеритного профиля выветривания карбонатитов, а так же для продуктов эпигенетического преобразования латеритных кор приведены в таблице.

Таблица
Ряды миграционной способности компонентов

I		$\text{CO}_{2(0,03)} \text{Sr}_{0,1} \text{Mg}_{0,3} \text{K}_{0,4} \text{Ca}_{0,7} \text{Na}_{1,4} \parallel \text{Si}_{1,9} \text{P}_{2,0} \text{Ba}_{2,0} \text{Fe}_{2,0} \text{Zr}_{2,0} \text{Co}_{2,0} \text{Nb}_{2,0} \text{Al}_{2,2} \text{Ta}_{2,4}$ $\text{Ce}_{2,5} \text{Ti}_{2,6} \text{Mn}_{2,7} \text{Pb}_{2,8} \text{Cr}_{2,9} \parallel \text{Zn}_{4,5} \text{Ni}_{5,9}$
II	a	$\text{Ca}_{0,1} \text{CO}_{2(0,2)} \text{K}_{0,2} \text{Mg}_{0,7} \text{Si}_{0,8} \text{Na}_{1,4} \text{Sr}_{1,4} \text{P}_{1,6} \parallel \text{Al}_{3,2} \text{Zr}_{3,2} \text{Cr}_{3,5} \text{Ti}_{3,8} \text{Mn}_{3,9} \text{Nb}_{4,1} \text{Be}_{4,3}$ $\text{Pb}_{5,3} \text{Sc}_{5,6} \text{Y}_{5,7} \text{Zn}_{5,9} \text{V}_{6,1} \text{Fe}_{6,1} \text{La}_{7,1} \parallel \text{Co}_{8,7} \text{Mo}_{9,8} \text{Cu}_{9,9} \text{Ni}_{10,8} \text{B}_{18,7}$
	б	$\text{CO}_{2(0,1)} \text{K}_{0,2} \text{Mg}_{0,6} \text{Ca}_{0,6} \text{Sn}_{1,0} \text{Al}_{1,0} \text{Si}_{1,2} \text{Zr}_{1,6} \parallel \text{Na}_{2,3} \text{Y}_{2,4} \text{Ti}_{2,4} \text{Nb}_{2,4} \text{La}_{2,5} \text{Sr}_{2,6} \text{Fe}_{2,9} \text{V}_{3,2}$ $\text{Ga}_{3,3} \text{Cr}_{3,5} \text{Be}_{3,6} \text{Mn}_{3,7} \parallel \text{Cu}_{3,8} \text{Co}_{4,7} \text{Mo}_{4,7} \text{Ni}_{5,0} \text{P}_{5,5} \text{Zn}_{6,7} \text{Pb}_{6,8} \text{B}_{13,0}$
III	a	$\text{Fe}_{0,3} \text{Mn}_{0,4} \text{Ca}_{0,4} \text{Mg}_{0,5} \text{Ni}_{0,5} \text{Co}_{1,0} \text{Cr}_{1,1} \text{Na}_{1,1} \text{Be}_{1,3} \text{Zn}_{1,4} \parallel \text{P}_{1,9} \text{V}_{2,1} \text{Nb}_{2,1} \text{Sc}_{2,3} \text{La}_{2,4} \text{Si}_{2,8}$ $\text{Sn}_{3,0} \text{Y}_{3,2} \text{Zr}_{3,4} \text{Sr}_{3,5} \text{Ti}_{4,0} \text{Pb}_{4,0} \parallel \text{B}_{4,3} \text{Ba}_{6,4} \text{Ga}_{8,0} \text{Al}_{14,7}$
	б	$\text{Sc}_{0,3} \text{Y}_{0,6} \text{Ca}_{0,6} \text{Co}_{0,6} \text{La}_{0,7} \text{Na}_{0,7} \text{Nb}_{0,7} \text{Ni}_{0,7} \text{Fe}_{0,8} \text{Mo}_{0,8} \text{V}_{0,8} \text{P}_{0,9} \text{Be}_{0,9} \text{Cr}_{1,1} \text{Mg}_{1,1} \text{B}_{1,1}$ $\text{Ti}_{1,4} \text{Zr}_{1,5} \text{Mn}_{1,6} \text{Ga}_{2,0} \text{Al}_{2,0} \text{Zn}_{2,2} \text{Cu}_{2,3} \text{K}_3 \text{CO}_{2(3,2)}$

Примечание: I – гидрослюдистый профиль, зона охр, Татарское I месторождение; II – латеритный профиль: II а - зона охр, II б – зона лимонит-франколитовых пород; III – продукты эпигенеза латеритных охр: III а – зона осветления, III б – зона сидеритизации. II и III - Томторское месторождение.

Одним из методических приемов анализа миграционных рядов является использование так называемых элементов – свидетелей, которые обладают минимальной миграционной способностью и могут служить эталоном инертного поведения. Такими элементами-свидетелями в наших условиях обычно являются ниобий и титан. В миграционных рядах компоненты, расположенные слева от группы этих наиболее инертных элементов, выносятся из продуктов выветривания, компоненты, входящие в эту группу, т.е. близкие к элементам-свидетелям по величине коэффициентов накопления, испытывают только остаточное концентрирование, а компоненты, занимающие положение справа от элементов-свидетелей, наряду с остаточным накоплением частично привносятся в процессе выветривания карбонатитов или эпигенеза продуктов выветривания.

Анализ миграционных рядов позволяет заключить, что специфика кор выветривания карбонатитов как уникальной рудоконцентрирующей геохимической системы обусловлена высокой подвижностью главных порообразующих компонентов карбонатитов в зоне гипергенеза, которая определяет беспрецедентные масштабы миграционных процессов и сильный рудоконцентрирующий эффект этих процессов, связанный с остаточным накоплением рудных компонентов и прежде всего редких металлов.

В то же время анализ миграционных рядов показывает, что различия в характере рудоносности и продуктивности выделенных типов месторождений обусловлены изменением миграционных свойств компонентов в различных гипергенных обстановках. На окислительном этапе гипергенеза эффективность рассматриваемого рудоконцентрирующего механизма зависит от интенсивности гипергенного процесса, т.е. от фациальных условий выветривания. В условиях более интенсивного латеритного выветривания становятся подвижными не только CO_2 , Ca и Mg, но так же P и Si, инертные при гидрослюдистом выветривании, что приводит к более полному выносу вещества карбонатитов из зоны выщелачивания и резкому повышению степени концентрирования (а следовательно и абсолютных содержаний) инертных редких металлов (Nb, La, Ce, и др.) по сравнению с

условиями гидрослюдистого выветривания. Так, степень концентрирования инертных рудных компонентов (Nb, TR_{Сс} и др.) в месторождениях гидрослюдистой фации составляет 2-3, в то время как в латеритных месторождениях она повышается до 4-8.

Вместе с тем фактор ограниченной подвижности в латеритном профиле таких компонентов, как фосфор так же играет рудоконцентрирующую роль, поскольку проявляется в его перераспределении в профиле выветривания: выносе из зоны охр и вторичном концентрировании на глубоких горизонтах зоны гипергенеза с образованием лимонит-франколитовых руд. Подобная инверсия поведения фосфора в латеритном профиле – следствие проявления кислотно-щелочного геохимического барьера в условиях значительного градиента кислотности растворов при латеритном выветривании карбонатитов [3].

При переходе к эпигенетическому этапу гипергенеза характер подвижности компонентов существенно меняется. Железо и марганец, инертные в окислительных условиях выветривания, в восстановительных условиях эпигенеза восстанавливаются, приобретают подвижность и интенсивно выносятся из верхнего осветленного горизонта зоны эпигенеза, о чем свидетельствует их крайнее левое положение в миграционном ряду для этого горизонта (таблица, ряд III, а. В то же время редкие металлы, (Nb, La, Y, Sc, V, Zr, Sr и др.) в условиях эпигенеза сохраняют инертность и накапливаются в осветленном горизонте.

Таким образом, хотя при развитии эпигенетических процессов восстановительного этапа гипергенеза характер подвижности компонентов существенно меняется, главный рудоконцентрирующий механизм, заключающийся в выносе подвижных компонентов и остаточном накоплении инертных рудных компонентов и прежде всего редких металлов остается принципиально аналогичным. Более того, в месторождениях эпигенетические измененных КВК этот механизм оказывается наиболее результативным. В этих месторождениях не только суммируются рудоконцентрирующие эффекты двух этапов гипергенеза, но исключительно благоприятное (с точки зрения реализации этой природной технологии) изменение миграционных свойств компонентов (Fe и Mn) в восстановительных условиях эпигенеза приводит к усилению суммарного рудоконцентрирующего эффекта. В результате суммарные коэффициенты концентрации большей части редких металлов, включая Nb, La, Ce, Y, Sc, V и др., в осветленных продуктах выветривания по отношению к исходным карбонатитам достигают значений от 10 до 18,2, что и определяет формирование уникальных комплексных редкометальных руд томторского типа.

При обсуждении генезиса богатых руд Томтора нельзя обойти вниманием возможное участие процессов механического переотложения материала (склоновый снос, временные водотоки, небольшие водоемы) на поверхности коры выветривания до ее перекрытия более молодыми осадками. Некоторыми исследователями таким процессам отводится главенствующая роль при формировании богатых руд Томтора [1]. Однако, анализ геологических данных свидетельствует о том, что подобные процессы с точки зрения их влияния на параметры оруденения действуют разнонаправлено и могут приводить как к поверхностному обогащению так и к разубоживанию рудного материала [2]. Прямые расчеты показывают, что по своему рудоконцентрирующему эффекту эти процессы значительно уступают рассмотренному механизму химического обогащения, действующему при выветривании карбонатитов и эпигенезе продуктов их выветривания. Процессы поверхностного переотложения рудного материала проявляются более локально и их максимальный эффект может быть приблизительно оценен как 1,5-2^{кратное} - кратное обогащение по главному редкометальному рудному компоненту - ниобию.

Таким образом, уникальные комплексные редкометальные руды Томторского месторождения являются интегральным результатом многостадийного природного обогащения, проявлением суммарного эффекта последовательно сменяющихся друг друга рудоконцентрирующих процессов, действующих в зоне гипергенеза карбонатитов. В их генезисе отражена закономерная цикличность процессов гипергенеза, включающих

образование кор выветривания, размыв и переотложение продуктов выветривания, перекрытие кор молодыми осадками, сопровождающимися угленакоплением и, как следствие, развитием эпигенетических восстановительных процессов. Исходя из изложенного уникальные комплексные редкометальные руды томторского типа относятся к особому генетическому и геолого-промышленному типу редкометальных месторождений – месторождениям эпигенетические измененных, частично переотложенных кор выветривания карбонатитов.

Литература

1. Коноплев А.Д., Кузьмин В.И., Эпштейн Е.М. и др. Особенности делювиально-озерной россыпи на коре выветривания редкометальных карбонатитов // Минералогия и геохимия россыпей. М., 1992. С. 111-123.
2. Лалин А.В. Геологическая позиция и генезис богатых комплексных редкометальных руд месторождения Томтор // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 1. С. 22-39.
3. Лалин А.В. Строение, условия формирования и рудоносность главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов // Отечественная геология. 1997. № 11.

КАРБОНАТИТ-МИАСКИТОВЫЙ ПЕТРОГЕНЕЗ И ОРУДЕНЕНИЕ В ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ

Левин В.Я.

ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», Екатеринбург, Levin@ugse.isnet.ru

Благодаря линейной аркоподобной структуре, на современном эрозионном срезе удалось детально изучить разрез комплекса Ильмено-Вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса на протяжении 5-7 км по вертикали. Комплекс подразделяется на 3 этажа. Нижний подинтрузивный этаж сложен метасоматитами ранней фенитовой серии с интрузивными телами карбонатитов, автохтонных миаскитов и широким распространением карбонатно-силикатных базификатов-карбонатитоидов; средний этаж представлен крупными интрузивными массивами миаскитов и верхний этаж – синмиаскитовыми фенитами, интрузивными и метасоматическими карбонатитами, миаскитовыми сиенитовыми пегматитами, постинтрузивными альбититами во вмещающих допалеозойских плагиогнейсах с телами метаморфизованных гипербазитов, гранитных пегматитов и гранитов домиаскитового гранит-мигматитового комплекса [1].

Комплекс сформировался в результате воздействия на метаморфиты континентальной коры флюидно-интрузивного мантийного щелочно-карбонатитового плюма в древнем остаточном срединном массиве в палеозойском складчато-надвиговом подвижном поясе Урала. На фронте плюма в плагиогнейсах нижнего этажа произошел интенсивный фенитовый и комплементарный карбонатитовый метасоматоз, выплавление миаскитовой магмы и интрузия карбонатитов. Основная линия процесса – щелочной натровый метасоматоз и десиликация кварцсодержащих плагиогнейсов с образованием зональной фенитовой серии, петрогенез в которой сначала идет с выносом кварца, образованием щелочных амфиболов, эгирин-салита и К-На полевого шпата, а затем с насыщением К-На полевого шпата до 70-80% натровым компонентом, смене эгирина магнетитом и биотитом, укрупнением минералов и общей лейкократизацией. Полевой шпат по соотношению К и Na достигает уровня нефелина. Последний образуется в полевошпате в виде тонких зерен и прожилков, которые сливаются в отдельные более крупные пятна, что ведет к грануляции крупных зерен полевого шпата с образованием нефелин-полевошпатового или биотит-нефелинового агрегата, обособляющегося в полевошпатовых породах в виде пятен и полос. Здесь же появляются жилки и более крупные, до нескольких метров мощности, жилы тонко-